

Cuadernos I. Geográfica	16	1-2	55-72	Logroño	1990
-------------------------	----	-----	-------	---------	------

COLADAS DE PIEDRAS (DEBRIS FLOWS) Y DINAMICA FLUVIAL EN RIOS TORRENCIALES DEL PIRINEO CENTRAL: EL CASO DEL RIO IJUEZ

Ricardo MARTINEZ-CASTROVIEJO*
José M. GARCIA-RUIZ*

RESUMEN. -Se estudia una gran acumulación de sedimentos heterométricos en la cabecera del río Ijuez, Pirineo Central español, originada por depósitos sucesivos de coladas de piedras y barro (debris flows). Se analizan las características granulométricas y sedimentológicas del depósito y se comparan con los sedimentos de tipo fluvial localizados aguas abajo. Se discuten algunos aspectos de la influencia de estos depósitos en la dinámica general del río principal.

SUMMARY. -Debris flows and fluvial dynamics in torrential rivers of Central Pyrenees. A great accumulation of heterometric deposits is studied in the headwater of the Ijuez river, Central Spanish Pyrenees, triggered by successive debris flows. The granulometric and sedimentological characteristics of the deposit are analyzed and they are compared with the fluvial-type sediments, located downstream. Some aspects of the influence of these deposits on the general dynamics of the main river are discussed.

Palabras clave: Coladas de piedras, transporte fluvial, carga de fondo, granulometría, dinámica fluvial, Pirineo Central.

Key words: Debris flows, fluvial transport, bed load, grain size, fluvial dynamics, Central Pyrenees.

La producción sedimentaria en áreas de montaña encuentra una gran variedad de agentes de transporte que la distribuyen y canalizan hacia zonas

*Instituto Pirenaico de Ecología. Campus de Aula Del. Carretera de Montañana. Apartado 202, 50080-Zaragoza.

más bajas. Estos agentes pueden clasificarse en función de la energía de que disponen para la movilización del material. Por otra parte, las condiciones que rigen el transporte de los sedimentos se reflejan en el depósito que se origina cuando la fuerza tractiva deja de actuar, de manera que el estudio de su granulometría, morfometría y estructura sedimentaria constituye una excelente fuente de información acerca de las circunstancias que definieron el proceso físico del transporte. Uno de estos procesos, quizá el menos estudiado y comprendido (BRUNSDEN, 1979) es el de los *debris flows* o coladas de barro y piedras.

En las regiones de montaña, sobre laderas cubiertas por coluviones poco consolidados o con sustrato rocoso en bandas alternantes poco potentes y de diferente resistencia, las coladas de piedras pueden convertirse en el principal mecanismo de acceso de sedimentos heterométricos hacia los cauces, especialmente con lluvias muy intensas y a condición de que la cubierta vegetal sea muy poco densa, bien por razones naturales o por deterioro antrópico (SWANSTON, 1976). Muchas de estas coladas no llegan directamente al cauce, pues se frenan a media ladera ante pequeños cambios de pendiente; otros, más fluidos, pueden alcanzar grandes velocidades (hasta 10-16 m.seg⁻¹, BRUNSDEN, 1979) y acceden hasta los ejes de drenaje; otros, en fin, se forman en las inmediaciones del lecho, a veces por socavamiento de los taludes y caída brusca de una masa que avanza como una "nube de cantos" (HAYWARD, 1980) arrastrada por la corriente fluvial.

Las coladas de piedra y barro llegan a tener gran importancia, no sólo en la dinámica de vertientes sino también en el funcionamiento de los cauces. En los ríos en los que se establece un claro desequilibrio entre la cantidad y tamaño de los *debris flows* que llegan al cauce y la capacidad de este último para evacuar los sedimentos que le llegan, se producen grandes cambios en la morfometría del canal (anchura y profundidad) y en la pendiente del mismo. Además, los sedimentos acumulados en el cauce constituyen una fuente importantísima de materiales hacia los tramos inferiores del río.

En el Pirineo Central español, la amplia banda de flysch eoceno se halla afectada por movimientos en masa de diferente envergadura (GARCÍA-RUIZ & PUIGDEFÁBREGAS, 1872), entre los que destacan coladas de piedra y barro, capaces de escombrar el cauce de ríos secundarios, que adoptan modelos trezados con varios canales. En algunos casos, allí donde la actividad geomórfica es mayor, el cauce se halla ocupado por acumulaciones sucesivas de coladas de piedras, correspondientes a varias generaciones de eventos, por entre los cuales se instalan pequeños canales fluviales. En este trabajo se estudian las características sedimentológicas y morfológicas de una de estas acumulaciones, con el fin de identificar su influencia en el conjunto del curso fluvial y asimismo con objeto de analizar las alteraciones que una reorganización por mecanismos puramente fluviales introduce en su composición granulométrica.

1. Morfología de las coladas de piedras

Las coladas de piedras se originan por una compleja serie de procesos que ocasionan la masiva movilización de material suelto o escasamente consolidado, depositado en la misma ladera donde se ha producido o en un cauce. Desde un punto de vista dinámico, se caracterizan por una enorme capacidad de transporte, que incluye el desplazamiento de bloques de dimensiones métricas junto a material de granulometría mucho más fina, como arenas, limos e incluso arcilla. El movimiento de esta masa responde a una cinemática compleja, según un modelo visco-plástico dotado de mayor o menor fluidez según el contenido de agua de la mezcla JOHNSON, 1970).

Los mecanismos que desencadenan un *debris flow* están siempre asociados a un aporte considerable e instantáneo de agua al sistema, bien por precipitaciones de gran intensidad o bien por rápida fusión de nieve (BRUNSDEN, 1979; SLAYMAKER, 1988). BOVIS & DAGG (1988) han comprobado que intensidades de 50-100 mm. día⁻¹ son capaces de provocar coladas de piedras directa o indirectamente. Por su parte, GARCÍA-RUIZ *et al* (1988) situaron en 14,28 mm. hora⁻¹ el umbral mínimo para la generación de estas coladas, si bien dicho umbral está condicionado por las características fisiográficas de la cuenca receptora. La escala espacial en la que se distribuyen los *debris flows* oscila entre las pequeñas coladas de ladera decamétricas o hectométricas y aquellas de consecuencias catastróficas generadas por acontecimientos de tipo volcánico o sísmico (OKUSA *et al*, 1987). Una revisión de la mecánica que gobierna la movilización de estas masas de sedimentos puede consultarse en ASHIDA (1987). Por su parte, ELFSTROM (1988) ha recopilado y clasificado, según diversos criterios sedimentológicos, morfológicos y de origen, los trabajos realizados sobre casos concretos de desarrollo de *debris flows*.

Todos los autores coinciden en que los depósitos originados por un *debris flow* están pobremente clasificados, apenas poseen una estructura sedimentológica interna y contienen numerosos huecos entre los cantos que los componen (GRAF, 1988; BRUNSDEN, 1979). Estos se distribuyen de manera irregular y sin una orientación preferente (REINECK & SINGH, 1975). No obstante, en las coladas más fluidas es posible encontrar una ligera estratificación en la que los cantos más planos tienden a orientarse horizontalmente, excepto en el frente de la colada, donde se colocan casi verticalmente como consecuencia de la mayor fricción.

Cuando las coladas se desarrollan en pequeñas cuencas -menos de 10 km²- con una gran densidad de drenaje, pueden dar lugar a un tipo de *debris flow* denominado "de valle confinado" (BRUNSDEN, 1979). Estos se forman cuando existe una brusca transición entre la pendiente del área suministradora -entre 15 y 20°- y la del tramo de evacuación -que oscila entre 6 y 9°-. El depósito resultante presenta las mismas características que aquellas propias de las coladas originadas en ladera.

2. Area de estudio

El área de estudio se localiza en el Pirineo central, concretamente la cabecera del río Ijuez, afluente del Aragón (Figura 1). Su curso se ha instalado en la banda de flysch eoceno que se extiende de oeste a este al sur de las Sierras Interiores. La notable inestabilidad de esta litología, sometida a multitud de esfuerzos tectónicos, favorece el desarrollo de gran número de procesos erosivos que producen importantes volúmenes de sedimentos (véase GARCIA-RUIZ & PUIGDEFABREGAS, 1982 y 1984). El río, incapaz de acarrear toda la carga suministrada por las laderas, discurre en su mayor parte según un modelo trezado (*braided*), de configuración cambiante tras cada crecida. El carácter torrencial del Ijuez, acentuado por la intervención antrópica en la cuenca -deforestación, puesta en cultivo de laderas muy pendientes y posterior abandono- ha obligado a la Administración a adoptar una serie de medidas de corrección, tanto de tipo biológico -repoblación forestal de la cuenca con *Pinus nigra*- como hidrotécnico -diques de retención de sedimentos y corrección del perfil longitudinal-.

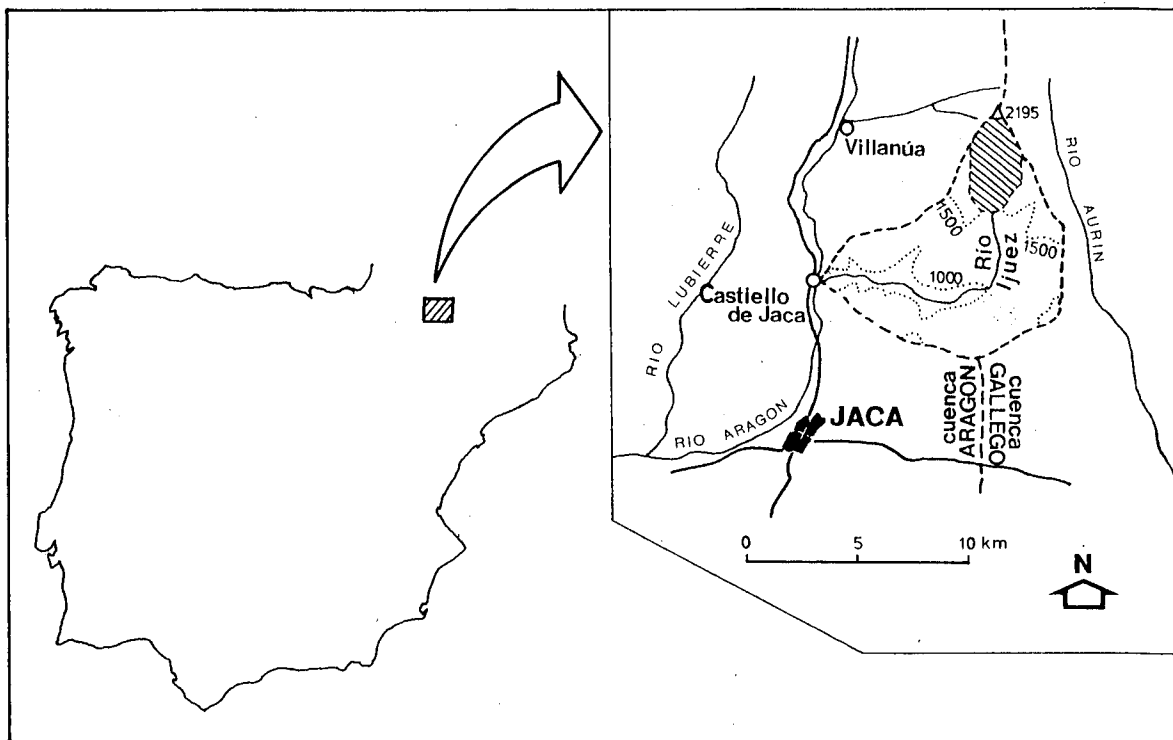


Figura 1. Localización del área de estudio

Estas medidas, sin embargo, no afectan a la cabecera, cuya superficie está ocupada por pastos supraforestales, localmente afectados por procesos erosivos muy activos (Figura 2a). La mitad de este sector de cabecera (de 480 ha de extensión) padece problemas de erosión severos: cabeceras activas, incisiones

COLADAS DE PIEDRA Y DINAMICA FLUVIAL

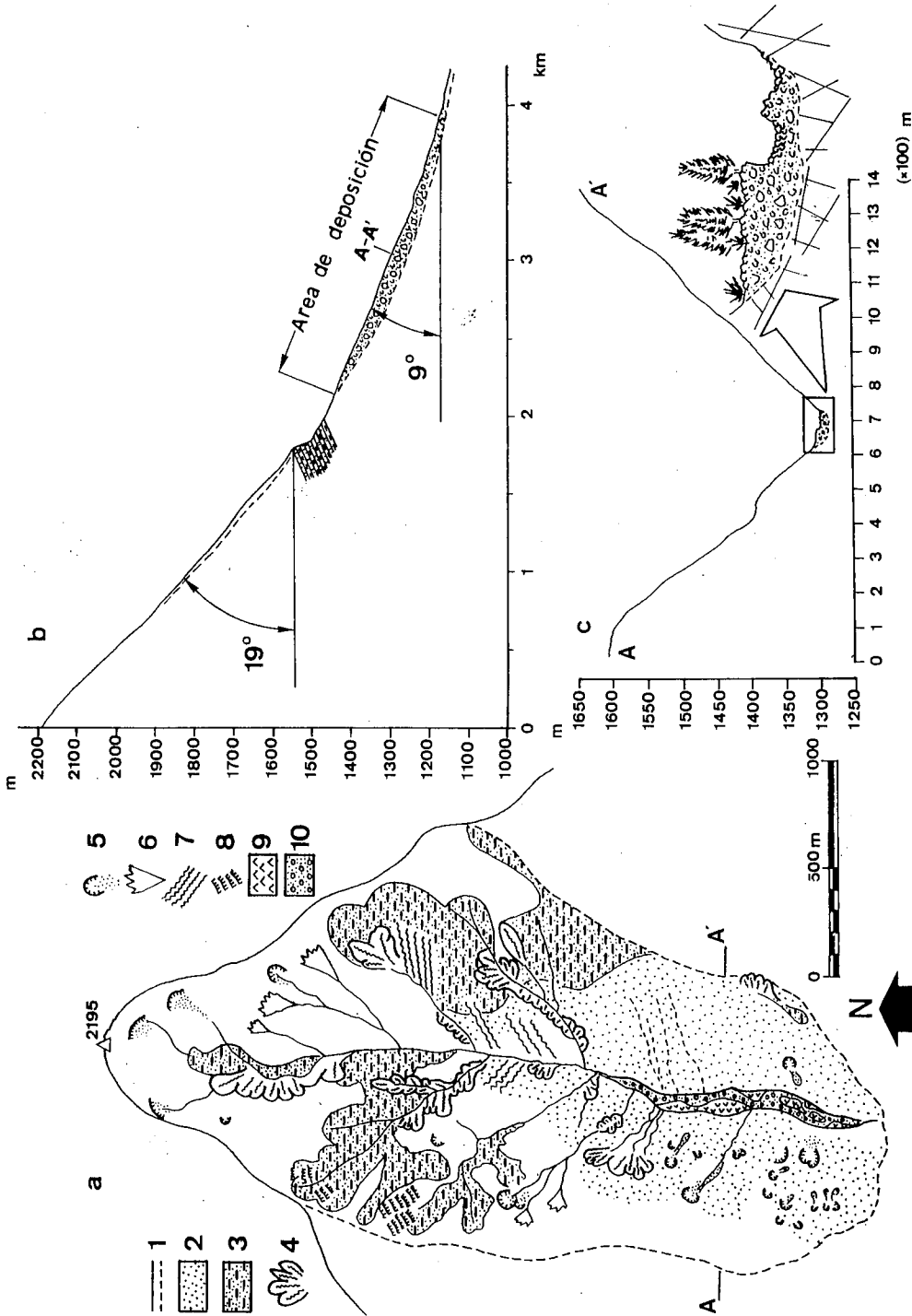


Figura 2. La acumulación de sedimentos gruesos por coladas de piedras en la cabecera del río Ijuez. a) Mapa geomorfológico. 1. Divisorias; 2. Areas de repoblación forestal; 3. Areas denudadas, con erosión laminar severa; 4. Areas fuertemente acarreadas; 5. Arranques de desprendimientos y material suelto; 6. Cabeceras activas de barrancos. 7. Incisiones (rills); 8. Terracillas; 9. Nivel más antiguo de las coladas; 10. Depósitos reorganizados fluvialmente. b) Perfil longitudinal del tramo estudiado. c) Corte transversal de la colada de piedras.

y desprendimientos son los ambientes geomorfológicos más comunes. Todos ellos constituyen las fuentes que alimentan la acumulación de coladas de piedras de nuestro estudio.

La precipitación media anual oscila entre los 1.200 mm. de las áreas más bajas del depósito y los 2.000 mm. calculados para las alturas máximas de la divisoria, existiendo un gradiente altitudinal en la cuantía de las precipitaciones que equipara altitud absoluta con precipitación media anual (GARCÍA-RUIZ & PUIGDEFÁBREGAS, 1982).

3. Métodos

La obtención de las características granulométricas de los depósitos se ha efectuado de acuerdo con el método de WOLMAN (1954). Para ello se han seleccionado 92 puntos a lo largo del río Ijuez, de los cuales 23 están localizados en la zona ocupada por la acumulación de *debris flows*. En cada punto se tomaron 100 cantos para la medición de los ejes longitudinal (a), transversal (b) y el espesor (c), además del radio menor de rodamiento (r). Estos parámetros permiten la obtención de los diferentes índices morfométricos definidos por CAILLEUX & TRICART (1963). El tamaño medio de los cantos se ha referido en todos los casos al determinado por el eje "b".

A la hora de analizar los resultados, se ha optado por diferenciar tres ambientes más o menos bien tipificados:

-Los depósitos de *debris flow* que, a través de la instalación de canales de avenida sobre ellos, presentan una reorganización netamente fluvial de los elementos que los componen.

-Las acumulaciones que, habiendo quedado al margen de los ejes que canalizan las aguas de avenida, conservan la configuración original del *debris flow*.

-Las estructuras sedimentarias de origen claramente fluvial que se desarrollan aguas abajo del *debris flow* y que se extienden a lo largo de la mayor parte del curso del río Ijuez.

La comparación de las características granulométricas y morfométricas de estos tres ambientes deposicionales permite establecer las condiciones geomorfológicas e hidrológicas que ocasionaron su movilización, deposición y, en su caso, reorganización.

4. Resultados

Una primera aproximación a la extensión longitudinal ocupada por el depósito de *debris flows* se efectuó mediante criterios meramente morfológicos, es decir, por la presencia o no de formas propias de este tipo de acumulaciones en superficie: *levees*, depósitos decamétricos de forma más o menos lobada,



Foto 1. Coladas de piedras al pie de fuerte ruptura de pendiente. Canales de caídas de bloques.



Foto 2. Colada de piedras dentro de la garganta que precede a la gran acumulación de sedimentos gruesos.

predominio de grandes bloques a techo de series pobremente clasificadas, etc. Estas observaciones se completaron con la constatación de una ausencia total de circulación superficial de agua en condiciones normales de flujo.

El perfil longitudinal del tramo estudiado exhibe las condiciones propias que dan lugar al desencadenamiento de un *debris flow* de valle confinado (Figura 2b). Un primer tramo de dos kilómetros con una pendiente del 34 % conecta bruscamente con otro de gradiente más moderado (16%) por medio de una cascada que salva un desnivel de 60 m. Al pie de la cascada se mantiene un valle muy estrecho, en el que pueden identificarse las primeras coladas de piedras, con su forma típicamente lobada. Finalmente, el valle se amplía progresivamente, apareciendo un depósito de más de dos kilómetros de longitud y ocasionalmente de más de 100 m. de anchura, con una morfología superficial típica: la acumulación caótica del material ha sido parcialmente retrabajada por caudales menos competentes y, por lo tanto, más selectivos. Así, en el depósito alternan las incisiones y los *levees* (Figura 2c). Sin embargo, las áreas más elevadas de la acumulación mantienen la estructura original de coladas de piedras, circunstancia que permite establecer las diferencias sedimentológicas existentes entre uno y otro ambiente.

El análisis granulométrico de los diferentes muestreos confirma la extraordinaria heterogeneidad de los ambientes deposicionales a que dan lugar las coladas de piedras y su posterior reorganización por mecanismos fluviales. La Tabla 1 recoge las características granulométricas y morfométricas de los 23 puntos de muestreo localizados sobre las coladas. Los histogramas de frecuencias por tamaños de varios de estos puntos se presentan en la Figura 3. Todos ellos evidencian el predominio de gravas de grueso calibre cuyo tamaño medio oscila entre 90 mm. en las áreas más alejadas de las fuentes de sedimentos - extremo terminal del *debris flow*- y los 250 mm. de las acumulaciones muestreadas en las zonas proximales del área de deposición. La consideración individual de cada uno de estos puntos resalta matices de comportamiento muy interesantes.

Las acumulaciones que están siendo afectadas por la instalación de canales de avenida (Puntos 1 al 9, Figura 3) exhiben, en general, una clara tendencia descendente en el tamaño medio de los materiales a medida que se alejan de las áreas de máxima producción sedimentaria. Así, el punto 1, situado aguas abajo de la cascada, muestra la total ausencia de cantos de tamaño inferior a 60 mm., mientras que las frecuencias se concentran en los calibres próximos a 200 mm. Por otra parte, bloques de 500 mm. e incluso más no son infrecuentes en el depósito, el cual presenta el tamaño medio más elevado de los 92 puntos seleccionados a lo largo de todo el cauce. La composición granulométrica que caracteriza al punto 1 se altera considerablemente a medida que los mecanismos fluviales de transporte se hacen predominantes en la redistribución de los sedimentos aportados originalmente por el *debris flow*. Dicha alteración se manifiesta claramente en dos aspectos: la mayor presencia de granulometrías finas en las estructuras sedimentarias y un progresivo desplazamiento de las frecuencias máximas hacia calibres más modestos. Ambas circunstancias se

COLADAS DE PIEDRA Y DINAMICA FLUVIAL

TABLA 1.

Morfometría e índices morfométricos de los cantos en cada uno de los puntos de muestreo seleccionados.

eje a mm	eje b mm	eje c mm	Distancia desde			Tipo Depósito
			Cabecera km	Rodamiento	Aplanamiento	
407.120	241.580	130.060	1.85	20.547	3.022	reorganización fluvial
286.300	173.300	110.440	1.93	68.313	2.404	"
220.314	134.814	71.443	2.10	50.605	2.982	"
336.393	190.907	89.721	2.13	44.767	3.296	"
299.329	173.600	89.014	2.18	49.375	3.034	"
244.171	138.657	69.471	2.43	52.842	3.069	"
335.629	190.500	122.600	2.48	35.092	2.472	"
253.214	158.457	85.771	2.50	57.255	2.799	"
242.486	151.686	97.600	2.68	49.734	2.019	colada de piedras
270.200	162.371	85.014	2.68	57.297	3.146	reorganización fluvial
223.243	138.129	76.443	2.73	61.784	2.849	"
241.543	145.429	75.814	2.86	59.923	3.095	"
207.320	123.670	62.100	2.95	90.621	3.118	"
288.100	176.250	109.280	3.08	82.193	2.124	colada de piedras
180.270	108.240	52.870	3.08	130.567	3.161	reorganización fluvial
195.033	118.929	64.814	3.23	53.467	2.422	colada de piedras
217.800	141.400	76.071	3.23	59.320	3.360	"
185.200	118.057	61.314	3.23	75.644	2.927	reorganización fluvial
391.750	234.750	150.080	3.48	87.862	2.087	colada de piedras
223.900	133.500	76.850	3.48	103.061	2.872	reorganización fluvial
214.010	127.020	65.080	3.48	122.219	3.251	"
213.636	133.040	81.283	3.55	110.543	2.132	colada de piedras
148.427	94.073	45.646	3.55	148.642	2.802	reorganización fluvial

pueden seguir en los histogramas 2, 3, 6, 7, 8, y 9. Este último punto constituye la culminación de la tendencia pues, aun estando dentro del área de *debris flow*, presenta una distribución granulométrica de clara componente fluvial, determinada por la mayor homometría del depósito y la relativa abundancia de partículas inferiores a 60 mm., que representan el 43% del total.

A este esquema general son ajenos los puntos 4 y 5, pues responden a condiciones muy locales de funcionamiento geomorfológico e hidrológico. Concretamente, el punto 4 se ha localizado a la salida de un barranco muy activo cuyos aportes determinan la dispersión de tamaños reflejada en el histograma. La consecuencia inmediata es un notable aumento del tamaño medio del muestreo. Estas características, matizadas, se mantienen en el punto 5, situado justo aguas abajo de la incorporación. La tendencia general dominada por los mecanismos de transporte fluvial queda restablecida en el punto 6.

La composición granulométrica de los depósitos que no han sido afectados por la acción de la dinámica fluvial refleja condiciones de transporte propias de

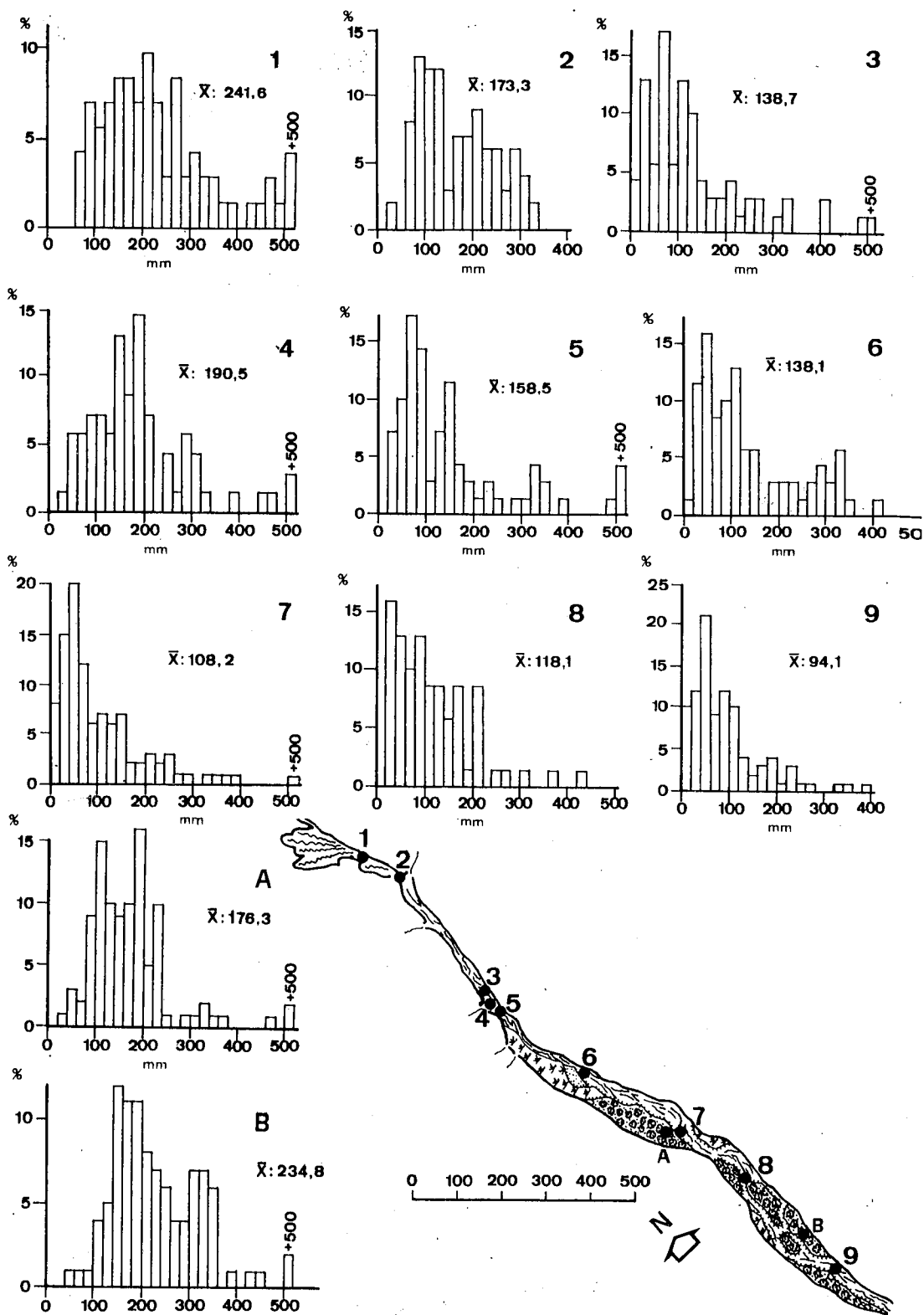


Figura 3. Histogramas de frecuencias del eje "b" de los cantos en diversos puntos localizados sobre la acumulación de coladas de piedras.

COLADAS DE PIEDRA Y DINAMICA FLUVIAL

procesos masivos. En este sentido destacan las coladas de piedras ennegrecidas presentes sobre depósitos más antiguos, que en la actualidad están siendo desmantelados por la acción de las aguas corrientes, de modo que apenas quedan retazos aislados de estos niveles. En ellos se han seleccionado seis puntos para su muestreo, de los cuales dos se presentan en los histogramas A y B. Ambos se caracterizan por distribuciones polimodales de las frecuencias y tamaños medios elevados. En los seis casos, las medias son muy superiores a aquellas correspondientes a puntos adyacentes reorganizados fluvialmente. Así, en el punto A, seleccionado junto al 7, es de 176 mm.; en el B, 400 m. aguas abajo del anterior, la media asciende a 235 mm. Estos valores ponen de manifiesto la ausencia de una tendencia descendente en el calibre de los sedimentos. En efecto, la evolución de los seis puntos controlados exhibe un comportamiento irregular, con continuos ascensos y descensos del tamaño medio. Por esta razón, no ha sido posible correlacionar este parámetro con la distancia al muestreo desde cabecera, ya que los índices arrojaban valores muy poco significativos.

Los índices de correlación sí han resultado significativos en el resto de los casos. La Figura 4 muestra las diferentes curvas de ajuste obtenidos al relacionar el tamaño medio de los cantos con la distancia desde cabecera. Como en casos anteriores, se ha optado por distinguir los ajustes definidos por cada uno de los ambientes tipificados. Así, los 17 puntos correspondientes a los materiales reorganizados por la red fluvial trazan una curva de carácter exponencial ($r = -0.801$) y elevada pendiente ($x^{0.893}$), lo que implica una rápida pérdida de la capacidad de transporte. Según esta curva, y si no actuaran a lo largo del curso nuevas incorporaciones de sedimentos, los tamaños medios

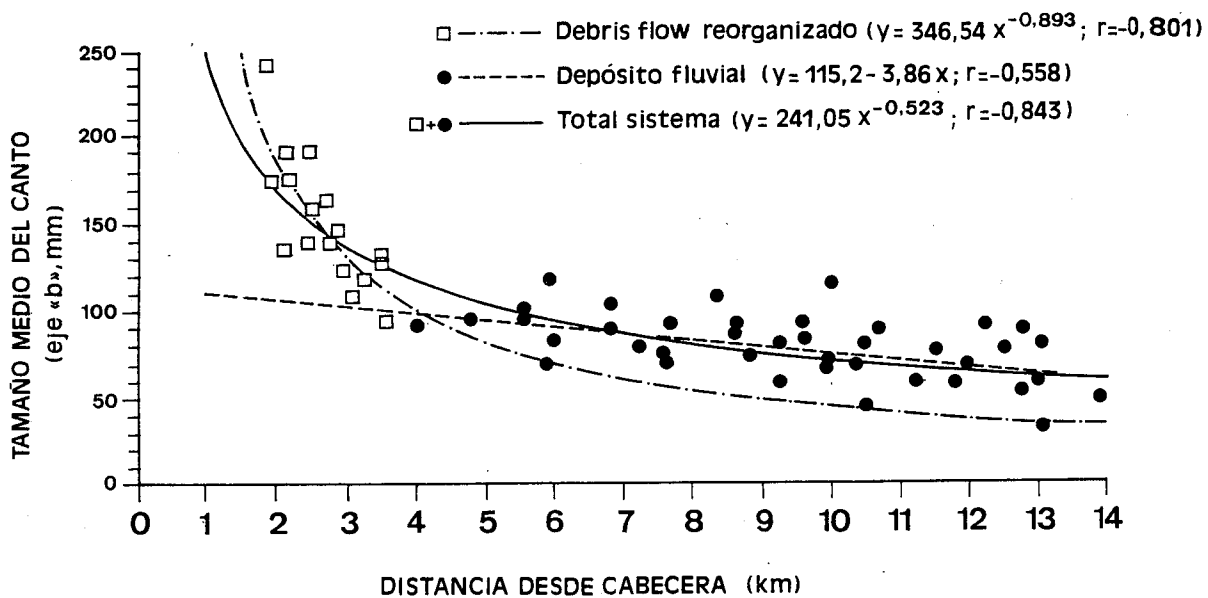


Figura 4. Evolución del tamaño de los cantos de cabecera a desembocadura en el río Ijuez y tendencias exhibidas por los diferentes ambientes.

esperados en la desembocadura rondarían los 30 mm. Por el contrario, el ajuste de los tamaños medios de los depósitos de origen netamente fluvial -muestreos a partir del kilómetro cuatro- se realiza por medio de una función lineal, si bien la dispersión de los calibres medios obtenidos ocasiona un índice de correlación sensiblemente menor al anterior (-0,558), debido a las irregularidades provocadas por la entrada de sedimentos desde las laderas. De acuerdo con la recta de regresión, el valor esperado en desembocadura es de 60 mm. Obviamente, los tamaños característicos de los *debris flows* quedan muy por encima de los predichos por la recta. Por último, la línea de regresión de todo el sistema conserva el carácter exponencial impuesto por la evolución de los tamaños medios en cabecera, aunque la inclusión de los materiales sometidos a transporte fluvial determina una pendiente más moderada (-0,523) y una transición menos dramática, siendo el coeficiente de correlación muy alto (0,843). Resulta de gran interés comprobar que el valor esperado en desembocadura de acuerdo con esta curva coincide con el predicho por la recta de ajuste definida por los elementos de carácter más fluvial.

El análisis comparativo de los índices morfométricos también revela aspectos muy significativos. Por lo que respecta al índice de rodamiento, las medias arrojan valores muy bajos, inferiores a 180 incluso en los casos más favorables. Los índices mínimos corresponden a los depósitos originados por las coladas de piedras, los cuales exhiben en su mayoría cifras por debajo del valor 100 (Tabla 1). Más interesante resulta la consideración de los índices de aplanamiento. La Figura 5 muestra la existencia de una relación lineal entre índice de aplanamiento

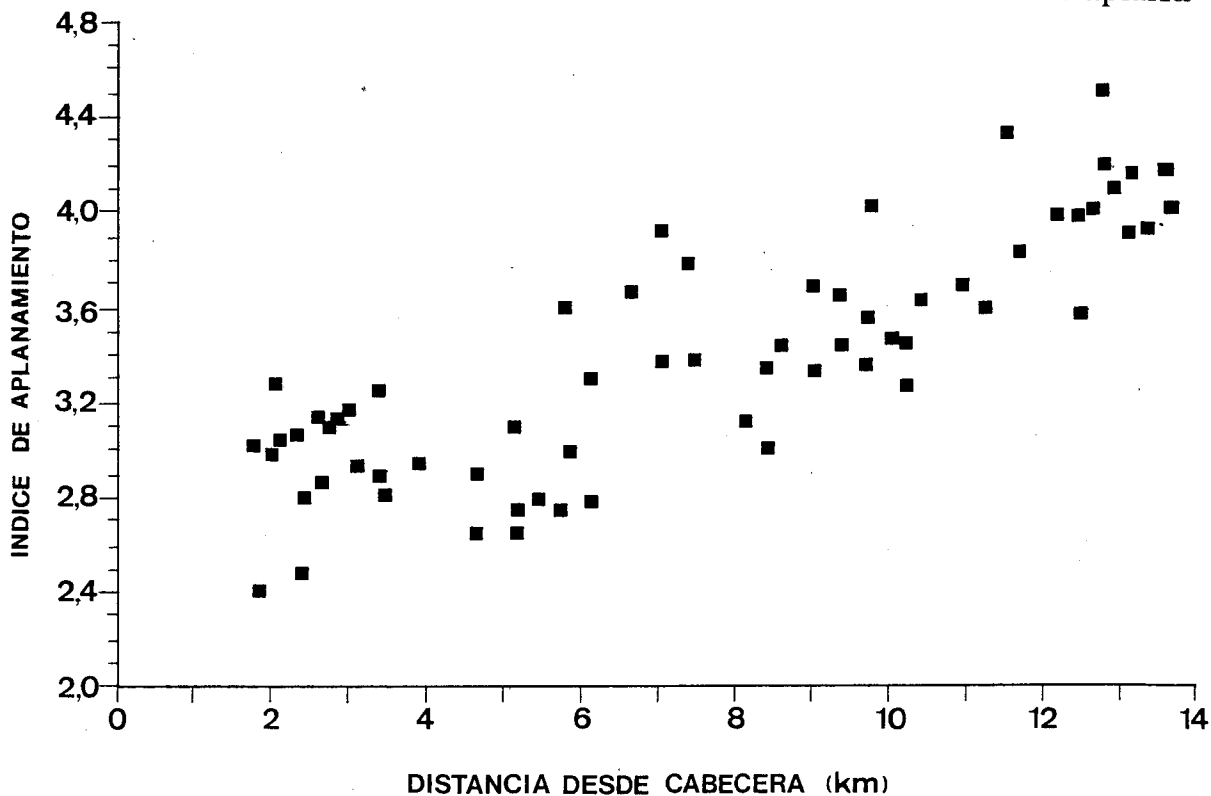


Figura 5. Relación entre el índice de aplanamiento de los cantos y la distancia a la cabecera del punto de muestreo.

miento y distancia del muestreo a la cabecera, de manera que los índices mínimos se registran próximos a ésta para aumentar progresiva y linealmente a medida que el punto de muestreo se aleja de ella. Esta circunstancia se justifica por las intrínsecas dificultades de movilización que presentan los elementos más voluminosos. Estos se caracterizan por un mayor desarrollo del eje "c" que es, en definitiva, el que otorga auténtico volumen al canto. Dado que el índice de aplanamiento viene determinado en gran medida por el espesor, se establece una relación inversa entre dicho índice y la volumetría del canto. Del mismo modo, la relación es directa entre el aplanamiento y su predisposición a la movilización. Esta razón explica que los menores aplanamientos -entre 2 y 2,5- se hayan obtenido en los depósitos inalterados del *debris flow*, mientras que los mayores -que oscilan entre 4 y 4,7- se registraron en las acumulaciones de carácter fluvial próximas a la desembocadura. Los índices de aplanamiento de los materiales redistribuidos a partir del *debris flow* varían entre 2,4 y 3,3.

Para mostrar los resultados obtenidos tras la combinación de ambos índices morfométricos, se ha procedido a ajustar a los valores de nuestro estudio el cuadro de REINECK & SINGH (1975), modificado a su vez del de RICHTER (1959) (figura 6). Este cuadro define, en función del aplanamiento y rodamiento de los cantos, dos parcelas según el carácter voluminoso o plano de los mismos. En nuestra área de estudio, dada la especial configuración de los bancos de arenisca inscritos en flysch y la morfología de los materiales que de ellos proceden, queda sin representación la parcela correspondiente a los elementos voluminosos, incluyéndose todos los puntos de muestreo en el dominio "plano". A su vez, ambas parcelas se hallan divididas en subdominios determinados por la morfología del canto: anguloso, subanguloso, subredondeado y redondeado. La Figura 6 muestra la ausencia de depósitos compuestos por materiales angulosos en el área de estudio, subdominio que parece reservado a acumulaciones procedentes de movimientos en masa sin participación hídrica o a taludes de simple gravedad. Los cantos más afines a estos valores, pero incluidos ya en la banda "subangulosos", corresponden a los depósitos originales del *debris flow*, mientras que aquellos que han sido reorganizados se distribuyen entre los tipificados como subangulosos -con redondeamiento de esquinas y aristas exclusivamente- y como subredondeados. El subdominio de los cantos redondeados sólo está representado por los materiales más sometidos a la acción del transporte fluvial. El resto de los depósitos de origen fluvial se incluyen preferentemente en la banda "subredondeados", lo que evidencia transportes de menor recorrido.

5. Discusión y conclusiones

El tramo estudiado reúne las condiciones propicias para el desencadenamiento de *debris flows* del tipo "confinado en valle". El factor limitante de su desarrollo, la disponibilidad de material suelto para su movilización en masa, se encuentra superado por la gran cantidad de aportes procedentes de los

numerosos procesos erosivos instalados en cabecera. La existencia de una red fluvial bien organizada favorece la canalización de los sedimentos en el eje principal, formando lo que en la terminología anglosajona se denomina *debris torrent* (SLAYMAKER, 1988; BOVIS & DAGG, 1988). La apertura del valle aguas abajo de la zona de suministro y la brusca disminución de la pendiente generan un área de deposición que se extiende a lo largo de dos kilómetros.

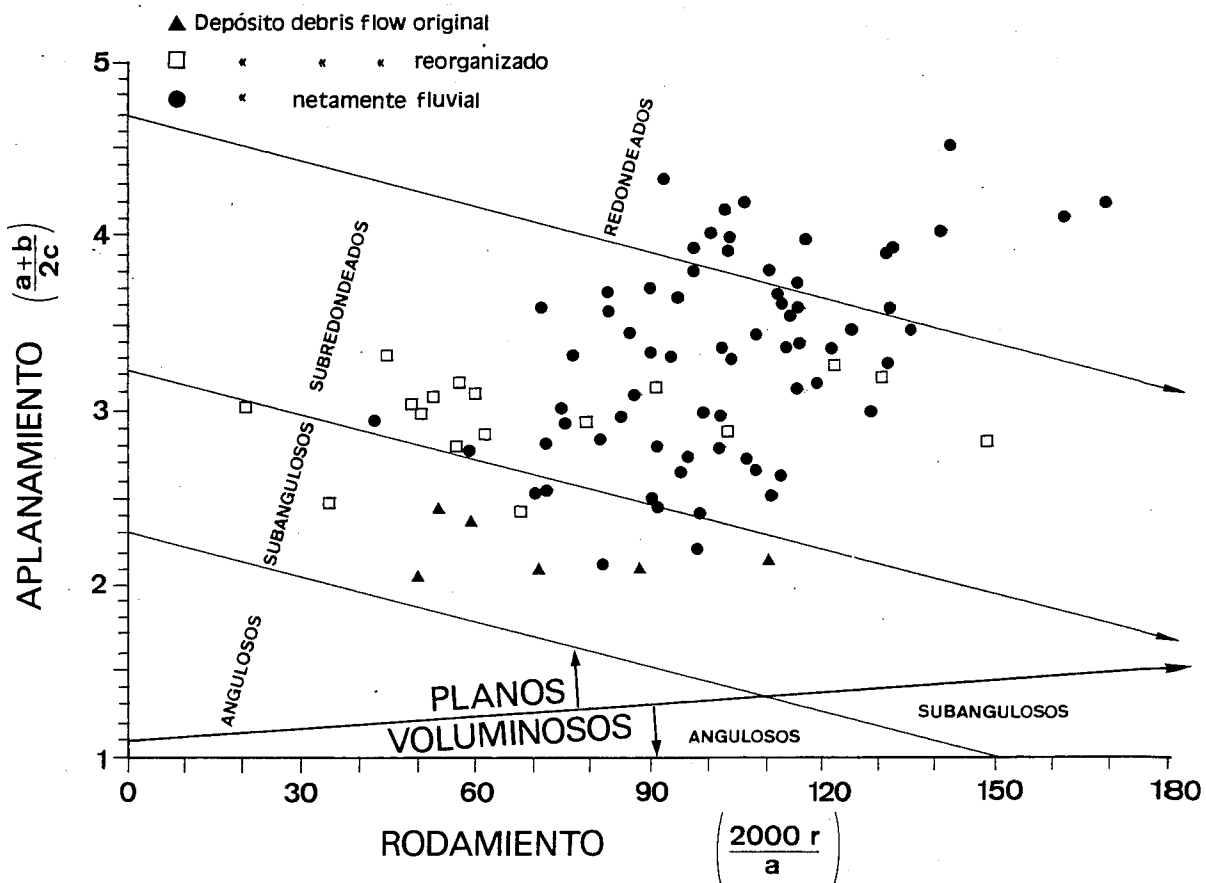


Figura 6. Distribución morfológica de los cantos -según su origen- en función de los índices de aplanamiento y rodamiento.

La acumulación resultante permanece estable bajo condiciones normales de flujo. La textura del depósito, con abundantes huecos en superficie y una notable proporción de granulometrías finas en profundidad, determina la circulación subsuperficial del agua. Sin embargo, la escorrentía generada por lluvias intensas y prolongadas o por súbita fusión de la nieve acumulada durante el invierno ocasiona esporádicas pero enérgicas circulaciones hídricas superficiales en canales muy localizados sobre el depósito. Es en estas zonas donde se produce la reorganización del depósito original por mecanismos fluviales.

Los muestreos llevados a cabo sobre las áreas intactas de la acumulación reflejan la mecánica de transporte característica de las coladas de piedras. En superficie aparecen bloques de dimensiones métricas que contrastan con la



Foto 3. Perspectiva de la gran acumulación de sedimentos gruesos en la cabecera del río Ijues, con árboles semienterrados.



Foto 4. Contraste entre depósitos antiguos, en primer plano (punto A de muestreo y en la Fig. 3), y las acumulaciones recientes de sedimentos gruesos, al fondo.

práctica ausencia de elementos representativos de los calibres más finos. Estos -arenas y gravas de tamaño medio y fino-, sometidos a un efecto de tamizado ocasionado por la propia movilización, percolan hacia niveles inferiores a través de los huecos existentes entre las partículas más gruesas. A su vez, la cinemática del movimiento favorece la organización de los bloques en coladas o lóbulos (ELFSTROM, 1988), mientras que el carácter caótico y poco selectivo del transporte impide la clasificación del material y la creación de estructuras sedimentológicas bien definidas. No es de extrañar, pues, la variabilidad de las medias obtenidas en este tipo de depósitos.

Por el contrario, las acumulaciones afectadas por la instalación de la red fluvial sobre el depósito presentan notables alteraciones con respecto a la composición granulométrica original. La repetición de los caudales de avenida puede provocar el desmantelamiento local del depósito -incisiones- según un mecanismo muy similar al descrito por BENDA (1990) para los ciclos de agradación-degradación que experimentan algunos canales en cuencas muy susceptibles a la formación de coladas de piedras. En el caso que nos ocupa, la acción fluvial incorpora sedimentos tomados de la propia acumulación para depositarlos posteriormente tras haber introducido un mecanismo de regulación selectiva de los materiales transportados. De este modo, a medida que el flujo pierde competencia, procede a la deposición de granulometrías progresivamente más finas, razón por la cual aumentan su presencia en los muestreos de forma paulatina. Este proceso se ve favorecido por la escasa coherencia del depósito original, que constituye una magnífica fuente de sedimentos de todos los calibres. Observaciones de campo permiten afirmar que el mecanismo más común de suministro de materiales es el desmoronamiento de las paredes de la incisión por socavamiento del talud.

La transición entre los depósitos simplemente reorganizados y aquellos que muestran caracteres plenamente fluviales, alejados de cualquier influencia del *debris flow*, se lleva a cabo de una manera muy rápida, como lo demuestra la drástica reducción experimentada por el tamaño medio de los cantos entre los puntos kilométricos 1,8 (250 mm.) y 4 (90 mm.).

Los índices morfométricos reflejan, asimismo, las condiciones de transporte en uno y otro proceso. Si equiparamos bajos índices de aplanamiento con alta capacidad de transporte, de acuerdo con el razonamiento expuesto en el capítulo anterior, no hay duda de que los *debris flows* se manifiestan como el más enérgico de los mecanismos. Así lo evidencian los mínimos aplanamientos calculados en los lóbulos de piedras ennegrecidas que actualmente permanecen desconectados de la red fluvial. Por su parte, los depósitos que han sufrido una reordenación fluvial acusan la llegada de materiales más dispuestos a la movilización, lo que implica un aumento del aplanamiento medio. No obstante, en la mayoría de los casos se mantienen por debajo de los índices propios de acumulaciones más típicamente fluviales.

En cualquier caso, el papel desempeñado por las coladas de piedras en la evolución posterior de la dinámica fluvial se limita a constituir una fuente más de sedimentos. Si bien localmente es capaz de imponer determinados ajustes

en la morfología del canal, una vez que éste retoma el modelo fluvial se adapta a las nuevas condiciones definidas tanto por el régimen hidrológico como por el ritmo de incorporación de nuevos sedimentos. De esta manera se entiende el cambio de tendencia que experimenta la disminución del tamaño medio de los cantos a partir del kilómetro 4. Ello demuestra, una vez más, la enorme capacidad de adaptación del sistema fluvial, capacidad que en última instancia se halla gobernada por el concepto de "equilibrio dinámico" (SCHUMM, 1977).

Agradecimientos. Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto "Dinámica de cauces en el Pirineo Central", financiado por el Programa LUCDEME (Lucha contra la desertización en el Mediterráneo).

Bibliografía

- ASHIDA, K., 1987.- Mountain torrent erosion. In *Sediment transport in gravel bed rivers* (C.R. Thorne, J.C. Bathurst & R.D. Hey, eds.). John Wiley, 513-544, Chichester.
- BOVIS, M.J. & DAGG, B.R., 1988.- A model for debris accumulation and mobilization in steep mountain streams. *IAHS Hydrological Sciences Journal*, 33(6): 589-604.
- BRUNSDEN, D., 1979.- Mass movements. In *Process in Geomorphology* (C. Embleton & J. Thornes, eds.), Arnold, 130-186, London.
- CAILLEUX J., & TRICART, J., 1963.- *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Centre de Documentation Universitaire, 369 pp., Paris.
- ELFSTROM, A., 1989.- The upper Pite river valley. A study of large boulder deposits and catastrophic floods. *UNGI Rapport*, 70, Department of Physical Geography, Uppsala University.
- GARCÍA-RUIZ J.M. & PUIGDEFÁBREGAS, J. 1982.- Formas de erosión en el flysch eoceno surpirenaico. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 8: 85-128.
- GARCÍA-RUIZ, J.M. & PUIGDEFÁBREGAS, J., 1984.- Inestabilidad de laderas en el Pirineo aragonés. Tipos de movimientos y su distribución geográfica *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*, E.T.S.I. Caminos, Canales y Puertos, Barcelona.
- GARCÍA-RUIZ, J.M., ARNAEZ VADILLO, J., ORTIGOSA, L & GÓMEZ-VILLAR, A., 1988.- Debris flows subsequent to a forest fire in the Najerilla river valley (Iberian System, Spain). *Pirineos*, 131: 3-27.
- GRAF, W.L., 1988.- *Fluvial processes in dryland rivers*. Springer Verlag, 346 pp., Berlín.
- HAYWARD, J.A., 1980.- *Hydrology and stream sediment from Torlesse stream catchment*. Tussock Grassland and Mountain Lands Institute, 236 pp., Canterbury, N.Z.
- JOHNSON, A.M., 1970.- *Physical processes in Geology*. Freeman, 577 pp., San Francisco.
- OKUSA, S., ANMA, S. & MAIKUMA, H., 1987.- A gigantic avalanche resulting from the 1984 Naganoken-Seibu earthquake, Central Japan. In *Proceedings of the 1st International Conference on Geomorphology* (V. Gardiner, edr.), Vol. 1, 407-430.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B., 1975.- *Depositional sedimentary environments*. Springer Verlag, 439 pp., Berlín.
- RICHTER, K., 1959.- Bildungsbedingungen pleistozäner sedimente Niedersachsens, aufgrund morphometrischer Geschiebe und Geröllanalysen. *Z. Deut. geol. Ges*, 110: 400-435.
- SCHUMM, S.A., 1977.- *The fluvial system*. John Wiley, 338 pp., New York.
- SLAYMAKER, O., 1988.- The distinctive attributes of debris torrents. *IAHS Hydrological Sciences Journal*, 33 (6): 567-573.

MARTINEZ-CASTROVIEJO y GARCIA RUIZ

- SWANSTON, D.N., 1976.- Erosion processes and control methods in North America. *The 16th International Union of Forest Research Organizations, World Congress Proceedings*, 1: 251-275.
- WOLMAN, M.G., 1954.- A method of sampling coarse river-bed material. *Transactions American Geophysical Union*, 35: 951-956.